مجلّه‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی هجدهم، بهار و تابستان ۱۳۹۱

مطالعه‌ی وضعیت ناپایداری هوا و الگوهای سینوپتیکی مؤثر بر وقوع توفان‌های گرد و خاک (مطالعه‌ی موردی : مشهد)

محمد موسوی بایگی (دانشیار هواشناسی گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد، نویسنده مسؤول)
mousavi500@yahoo.com
بتول اشرف (دانشجوی دکتری هواشناسی کشاورزی گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد)

چکیده

توفان‌های گرد و خاک رخدادهای طبیعی هستند که در مناطق خشک و نیمه خشک جهان رخ می‌هند. در این پژوهش به منظور بررسی توفان‌های گرد و خاک به وقوع پیوسته در مشهد، طی سی سال آماری (۸۸- ۱۳۵۹) ابتدا تعداد روزهای درگیر با این پدیده (روزهایی با سرعت باد بیشتر از پانزده متر بر ثانیه و دید افقی کمتر از هزار متر) شناسایی و شمارش شده و از مجموع آن‌ها مقادیر ماهانه برای هر سال و در نهایت، میانگین سی ساله تعداد روزهای توفانی هر ماه به دست آمد. سپس شدیدترین روز توفانی در این دوره‌ی آماری، به عنوان نمونه انتخاب شده و مقادیر فشار، دما ودمای نقطه‌ی شبنم متعلق به این روز و نیز روز قبل آن، که توسط رادیوسوند در لایه‌های مختلف جو ثبت شده، با استفاده از نرم افزار Digital Atmosphere روی تفی‌گرام پلات شده و نمایه‌ی قائم دما و دمای نقطه شبنم برای این روزها ترسیم گردید و کلیه‌ی محاسبات مربوط به شاخص‌های مهم ناپایداری جو روی این نمودارها انجام شد. در نهایت، برای تأیید تحلیل‌های صورت گرفته توسط تفی‌گرام، تحلیل نقشه‌های سینوپتیکی نیز با استفاده از نقشه‌های هم ژئوپتانسیل سطح زمین و نیز نقشه‌های هم دما برای این روزها صورت گرفت. نتایج نشان داد که بیشتر توفان‌های مشهد در شروع فصل تابستان (خرداد ماه) و در هنگام ورود توده-های هوای گرم به منطقه رخ داده و ماه‌های آذر و دی، کم‌ترین میزان وقوع توفان گرد و خاک را دارند. مقادیر شاخص‌های ناپایداری محاسبه شده، همگی نشان دهنده‌ی ناپایداری متوسط هوا در صبح روز قبل از توفان و نیز بعدازظهر روز رخداد توفان و ناپایداری شدید

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۲/۲۲ تاریخ تصویب:۱۳۹۰/۸/۳

هوا در ساعات وقوع توفان می‌باشد. به عنوان مثال مقدار شاخص SWEAT کـه مهمتـرین شاخص در ارتباط با توفان است، در روز وقوع توفان برابر ٤٣١/٧ بوده که نشان از شـدت بسیار بالای توفان مذکور به نسبت پتانسیل منطقه‌ی مـورد مطالعـه دارد. بررسـی الگوهـای سینوپتیکی روز وقوع توفان و روز قبل از آن نیز مؤید تحلیل نمایه‌ی قائم جو بوده و نشان داد که تقابل هوای گرم جنوبی بـا هـوای سـرد شـمالی در روی منطقـه، موجـب تـشکیل جبهه‌ی هوا و وقوع ناپایداری شدید و توفان گرد و خاک شده است.

کلیدواژه‌ها: تفی گرام، توفان گرد و خاک، سامانه های فشاری، شاخص SWEAT، نمایه‌ی قـائم جو.

درآمد

توفان‌های گرد وخاک، رخدادهای طبیعی هستند که در مناطق خشک و نیمه خشک جهـان رخ مـی دهند. بارندگی اندک، فقر پوشش گیاهی، کاهش رطوبت خاک سـطحی، افـزایش حـساسیت خـاک بـه فرسایش بادی، بادهای شدید و تبدیل اراضی زراعی به اراضی بایر، از عوامل شکل‌گیری توفان‌های گرد و خاک هستند. با وجود این که این پدیده‌ی طبیعی در آسیای مرکزی به صورت گسترده رخ می دهد، ولی تا قبل از دهه‌ی ۱۹٦۰، مطالعه‌ی جامع و عمیقی در این خصوص صـورت نگرفتـه بـود. در سـال ۱۹٦۱، رومانو براساس مشاهده‌های داده‌های هواشناسی قزاقستان در یک دوره‌ی پنج ساله به مطالعه‌ی توفان‌هـای گرد و خاک در این کشور پرداخت و بادهای شمالی، شمال غربی و شمال شرقی را عامل اصلی وقوع آن‌ها عنوان نمود. در سال ۱۹۷۸ نقشه‌های تشخیص روزهای با توفان گرد و خاک در کـشور قزاقـستان، بـه وسیله‌ی سمنوف و تولینا تهیه شد. دایان نیز در سال ۱۹۸٦، مسیریابی توفان‌هـای گـرد و خـاک را بـرای سرزمین فلسطین اشغالی انجام داد. چن (۱۹۹٦) در مطالعه ای در شمال چـین بیـان نمـود کـه بـا افـزایش رطوبت خاک، میزان توفان‌های شدیدگرد و خاک به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. فنـگ و همکـاران (۲۰۰۲) تأثیر توفان‌های خاک بر سلامتی و تنفس انسان را بررسی کرده و نشان دادند که ارتباط معنـاداری بین آن‌ها وجود دارد. اورلوسکی (۲۰۰۲) خشک شدن دریاچه آرال را عامل اصلی شکل‌گیری توفان هـای گرد و خاک در آسیای مرکزی بیان نمود. همچنین اورلوسکی و دوردیـو در سـال ۲۰۰۵ توزیـع زمـانی و مکانی توفان های گرد و خاک ترکمنـستان را مـورد مطالعـه قـرار داده و دو فـصل بهـار و تابـستان را دارای

بیشترین فراوانی رخداد این پدیده دانسته و منطقه‌ی بیابانی قره قوم را به عنوان عامل اصلی رخـداد توفـان در این کشور معرفی نمودند.

ایران نیز به دلیل قرارگرفتن روی کمربند جهانی بیابان زایی و فرسـایش بـادی، از نـواحی مـستعد وقـوع توفان های گرد و خاک به شمار می رود و چنانچه مشاهده شده است در سال های اخیر با توجه بـه رخـداد خشکسالی‌های متناوب، وقوع این پدیده در نقاط مختلف کشور افزایش یافته و موجب خسارات فراوان شده است. با توجه به اهمیت این موضوع، مطالعاتی هرچند اندک در ارتباط بـا ایـن پدیـده‌ی مخـرب در کـشور صورت گرفته که می‌توان موارد زیر را ذکر نمود. مرجانی در سـال ۱۳۷۲ بـا اسـتفاده از تحلیـل نقـشه هـای سینوپتیکی به بررسی علل وقوع این توفان ها در منطقه خراسان بزرگ پرداخت و حرکـت سـامانه‌ی پرفـشار سیبری در زمستان و پرفشار جنب حاره در تابستان را، به عنوان عامل اصلی وقوع توفان در این منطقه مطـرح نمود. حسینی در سال ۱۳۷۹ با تحلیل شاخص‌های ناپایداری و نقشه های سینوپتیکی، توفان‌های شدید تهران را مطالعه کرده و عوامل اصلی ایجاد آن‌ها را حاکمیت هوای سرد قبل از عبور جبهه سرد، وجـود ناپایـداری، همجوار بودن با منطقه کویر و وجود مرکز کم فشار بسته شده ۱۰۰٤ هکتو پاسکالی دانست. امیدوار در سـال ۱۳۸۷ با استفاده از داده های سرعت باد و دید افقی و تحلیل نقشه هـای سـینوپتیکی در یـک دوره‌ی آمـاری بیست ساله، توفان های گرد و خاک استان یزد را مورد مطالعه قرار داد. وی در تحقیق خود مشاهده نمود کـه بیش از ۵۰ درصد توفان های این منطقه در دو ماه فروردین و اردیبهشت رخ داده و عبور یک سـامانه‌ی کـم فشار با جبهه سرد و خشک از سمت شمال غرب همراه با وجود ناوه در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسـکال و ناپایداری‌های محلی را مهمترین علل بروز این توفان‌های شدید در منطقه دانست. میری و همکاران (۱۳۸۸) نیز وقوع توفان‌های گرد و خاک در منطقه سیستان را پس از رخداد خشکسالی‌های تنـاوبی بررسـی کـرده و مشاهده نمودند که وقوع توفان‌های این منطقه پس از خشکسالی‌های سال ۱۳۷۸ به طور چشمگیری افـزایش یافته است. همچنین این محققین بیان نمودند که ماه‌های خرداد، تیر، مرداد و شهریور بیشترین فراوانـی وقـوع توفان گرد و خاک در منطقه سیستان را داشته‌اند.

با توجه به خسارات فراوان توفان های گرد و خاک و تأثیر مستقیم آن بر زندگی روزمره بشر، شناخت علل وقوع این پدیده در تمامی مناطق مستعد آن برای ارائه یک الگوی کـاربردی منبراسـاس بـا ایـن نـوع

شرایط جوی در جهت ایجاد آمادگی لازم برای مقابله و جلوگیری از خسارات احتمالی آن امری ضروری و لازم بوده و هدف از این پروژه نیز قرار گرفته است.

مواد و روش ها

در این تحقیق از داده‌های ایستگاه سینوپتیک شهر مشهد در استان خراسان رضوی واقع در طول جغرافیایی ۵۹ درجه و ۳۸ دقیقه شرقی، عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۶ دقیقه شمالی و ارتفاع ۹۹۹/۲ متر از سطح دریا، استفاده شده است. شهر مشهد به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص که در منطقه مرزی بین شمال و جنوب خراسان قرار دارد و همچنین تداخل جبهه‌های مختلف آب و هوایی دارای آب و هوا و خصوصیات ویژه اقلیمی است. در مجموع این شهر دارای آب و هوای متغیر اما معتدل و متمایل به سرد و خشک است. میانگین ساعات آفتابی سالانه‌ی مشهد ۲۸۹۲ ساعت در سال و میانگین سالانه تابش رسیده به سطح زمین تقریباً ۱۹۵ وات بر متر مربع است (موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۸۹). در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی شهر مشهد در استان خراسان رضوی نشان داده شده است.

شکل ۱. موقعیت جغرافیایی شهر مشهد در استان خراسان رضوی



به منظور بررسی توفان های گرد و خاک به وقوع پیوسته در مشهد در طی سی سال آماری (۸۸-۱۳۵۹)، لازم است که روزهایی که با این پدیده روبرو بوده اند، مشخص شوند. براساس تعریف سازمان هواشناسی کشور به روزهایی که سرعت باد بیشتر از پانزده متر بر ثانیه (۳۰ نات) و دید افقی کمتر از هزار متر باشد، روزهای با توفان گرد و خاک گفته می شود. بنابراین ابتدا داده‌های روزانه سرعت باد و دید افقی ایستگاه هواشناسی سینوپتیک مشهد از بخش خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. در بخش خدمات ماشینی روی این داده‌ها کنترل کیفی صورت گرفته و کلیه‌ی آزمون‌های همگنی، استقلال و کفایت داده‌ها انجام شده است. تنها در برخی موارد، خلأ داده‌ها با استفاده از ایستگاه‌های مجاور و به روش نسبت‌ها برطرف شده است. پس از پردازش و مرتب سازی داده‌ها، براساس تعریف ذکر شده در بالا، روزهای دارای توفان گرد و خاک در کل دوره‌ی آماری، شمارش شده و از مجموع آن ها مقادیر ماهانه تعداد روزهای روبرو شده با این پدیده برای هر سال به دست آمد. در نهایت میانگین سی ساله تعداد روزهای توفانی هر ماه جهت وضوح بیشتر محاسبه شد که نتایج در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به کثرت این روزها و عدم امکان بررسی شرایط ناپایداری هوا و الگوهای سینوپتیکی حاکم بر منطقه در همه روزهای روبرو شده با این پدیده، تصمیم گرفته شد که شدیدترین روز توفانی مشهد طی سی سال آماری تحت مطالعه، به عنوان نمونه مورد بررسی قرار گیرد و بر این اساس، روز ۱۲ خرداد ۱۳۸۷ (۱ ژوئن ۲۰۰۸) با سرعت باد بیست متر بر ثانیه و دید افقی پانصد و پنجاه متر مورد انتخاب قرار گرفت. براساس گزارشات موجود، شدت این توفان که از حوالی ساعت ۳ صبح محلی آغاز شده و هفت ساعت به طول انجامیده، به گونه‌ای بوده که علاوه بر وارد آمدن خسارات سنگین به بخش کشاورزی، موجب قطع شبکه برق در برخی مناطق و کشته و مصدوم شدن چند تن شده است. با توجه به این که هدف از این تحقیق، ارائه‌ی یک الگوی کاربردی در جهت ایجاد آمادگی برای مقابله با این پدیده مخرب می باشد، لازم است که روز قبل از وقوع این توفان (۱۱ خرداد ۱۳۸۷) نیز به منظور شناخت شرایط حاکم بر منطقه، قبل از اوج فعالیت سامانه‌های جوی مورد بررسی قرار گیرد. بنابراین جهت بررسی شرایط ناپایداری هوا در شدیدترین روز توفانی و نیز روز قبل از آن ابتدا مقادیر فشار، دما و دمای نقطه شبنم در لایه های مختلف جو که توسط رادیوسوند در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ روزهای مذکور اندازه گیری شده است، مورد نیاز بود که این داده ها نیز از طریق سازمان هواشناسی کشور به دست آمده و پس از آن توسط

نرم‌افزار Digital Atmosphere بر روی تفی‌گرام پلات شده و بدین ترتیب نمایه‌ی قائم دما و دمای نقطه‌ی شبنم برای این روزها ترسیم گردید (شکل ۲) و سپس کلیه‌ی محاسبات مربوط به شاخص‌های مهم ناپایداری جو به صورتی، که در ادامه خواهد آمد، بر روی این نقشه‌ها انجام شد که اطلاعات استخراجی از این محاسبات در شکل ۲ و نیز جدول ۲ نشان داده شده است. در نهایت، جهت تأیید تحلیل‌های صورت گرفته توسط تفی‌گرام، تحلیل نقشه‌های سینوپتیکی نیز با استفاده از نقشه های هم ژئوپتانسیل سطح زمین (شکل ۳) و نیز نقشه‌های هم دما (شکل ٤) برای روزهای مورد مطالعه که در ساعات منبراساس با نقشه های تفی گرام (صفر و ۱۲ گرینویچ) از سایت سازمان ملی (NOAA)[1] اخذ شده اند، صورت گرفت.

شاخص‌های ناپایداری جو

پایه ابر فرارفتی (LCL)[2]

منظور از پایه ابر فرارفتی، ارتفاعی است که اگر هوای سطحی به صورت آزاد یا واداشته صعود کند، در آن ارتفاع به نقطه‌ی شبنم خود رسیده و بنابراین اشباع خواهد شد. این ارتفاع به خودی خود دارای کاربرد خاصی نیست ولی در تعیین سایر پارامترهای جوی مؤثر، نقش بسزایی را ایفا می‌کند. با رسم خط دمای پتانسیل برای دمای سطحی و نیز خط میزان اختلاط مربوط به دمای نقطه شبنم و به دست آوردن محل تلاقی آن ها این ارتفاع به دست خواهد آمد (موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۸۹).

سطح فرارفت آزاد (FCL)[3]

این سطح، سطحی است که اگر هوا تحت هر شرایطی (آزاد یا واداشته) به آن برسد، از آن پس آزادانه صعود خواهد کرد، زیرا انرژی لازم برای صعود را به صورت پتانسیل در خود داراست. به‌گونه‌ای که هرچه بالاتر می‌رود، پتانسیل انرژی آن افزایش می‌یابد. این صعود تا وقتی که انرژی نهفته‌ی ناشی از تراکم بخارآب و رها شدن گرمای نهان تبخیر، به دلیل افت رطوبت جو کاهش یابد، ادامه خواهد داشت. برای

1. National Oceanic and Atmospheric Administration
2. lifting Condensation Level
3. Free Convection Level

تعیین این سطح باید از سطح LCL در امتداد خط دمای پتانسیل اشباع، حرکت نمود تا جایی که این خط نمایه قائم دمای هوا را قطع کند (موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۸۹).

شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (CAPE) [۱]

این شاخص، نشان دهنده‌ی بیشینه انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار، بدون در نظر گرفتن اثر بخارآب و آب متراکم شده در اثر صعود، می باشد. محاسبه‌ی این شاخص با فرض عدم اختلاط بسته هوا با محیط در هنگام صعود و انطباق فشار آن با فشار محلی محیط صورت می گیرد (هولتون، ۱۹۹۳). مقدار شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی در حقیقت برابر مساحت ناحیه مثبت بین دمای بسته هوا و دمای محیط است که با انتگرال گیری عمودی از نیروی شناوری بسته هوا، از سطح همرفت آزاد (FCL) تا سطح تعادل (EL) [۲] و با استفاده از رابطه‌ی زیر محاسبه می شود:

$$CAPE = g\int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E}\, dz \qquad (1)$$

که در این رابطه: $CAPE$ شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (ژول بر کیلوگرم)، g شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)، θ_p دمای پتانسیل بسته هوا (درجه سانتی‌گراد)، θ_E دمای پتانسیل محیط(درجه سانتی‌گراد) و dz ارتفاع صعود بسته هوا (متر) می باشد (مک کلوین، ۱۹۹۲). به طور کلی مقادیر مثبت این شاخص، نشان دهنده‌ی وجود ناپایداری است و هر چه مقدار آن زیادتر باشد اختلاف دمای بسته هوا با دمای محیط بیش‌تر شده و در نتیجه نیروی شناوری آن قوی تر بوده و بنابراین شتاب بالارو نیز بیش تر خواهد شد (میلر، ۱۹۷۲؛ مانچیف و گرین، ۱۹۷۲).

شاخص شوالتر (SHOW) [۳]

این شاخص توسط شوالتر (۱۹۵۳) و به صورت ارتباط زیر بیان شده است :

---

1. Convective Available Potential Energy
2. Equilibrium Level
3. Showalter Index

$$SHOW = T_{E500} - T_{p500} \qquad (۲)$$

در این رابطه $SHOW$ شاخص شوالتر (درجه سانتی گراد)، T_{E500} دمای محیط در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی گراد) و T_{p500} دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی گراد) است به شرط آن که بسته‌ی هوای اولیه از سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی شروع به صعود کرده باشد. به طور کلی مقادیر صفر تا (۳-) این شاخص نشان دهنده ناپایداری کم و (٤-) تا(۷-) گویای ناپایداری زیاد می باشد و در صورتی که مقادیر محاسبه شده کمتر از(۸-) باشد، ناپایداری خیلی شدید وجود خواهد داشت و در نتیجه‌ی بسته هوا بیشتر صعود خواهد کرد (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵).

شاخص K (KINX) [۱]

مقدار این شاخص با استفاده از ارتباط زیر به دست می آید :

$$KINX = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\,850} - (T_{700} - T_{d\,700}) \qquad (۳)$$

که در آن T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه‌ی سانتی‌گراد) در سطوح ذکر شده هستند. در صورتی که مقدار این شاخص کمتر از ۱۵ باشد، هوا کاملاً پایداراست و در حقیقت مقادیر بالای ۱۵ این شاخص، گویای ناپایداری هوا است، به گونه‌ای که مقادیر ۱۵ تا ۲۰ ناپایداری بسیار کم، ۲۱ تا ۲۵ ناپایداری کم، ۲٦ تا ۳۰ ناپایداری متوسط، ۳۱ تا ۳۵ ناپایداری زیاد و ۳٦ تا ٤۰ ناپایداری بسیار زیاد را نشان می‌دهند و مقادیر بزرگتر از ٤۰ نشان دهنده‌ی هوای کاملاً ناپایدار است (جرج، ۱۹٦۰).

شاخص هوای مخرب (SWEAT) [۲]

این شاخص بیش تر در مناطقی که در معرض توفان های سهمگین قرار دارند، کاربرد دارد و مقدار آن با استفاده از ارتباط زیر به دست می‌آید:

$$SWEAT = 12(T_{d\,850}) + 20(TT - 49) + (2F_{850} + F_{500}) + 125[\sin(WD_{500} - WD_{850})] \qquad (٤)$$

1. K Index
2. Storm Weather

که در آن $T_{d\,850}$ دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی گراد)، F سرعت باد در سطوح ذکر شده (نات)، WD جهت باد در سطوح ذکر شده (درجه) و TT شاخص مجموع مجموع ها بوده و برابر است با:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500}) \tag{۵}$$

در این ارتباط نیز T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه‌ی سانتی‌گراد) در سطوح ذکر شده هستند. در مورد این شاخص، مقادیر کمتر از ۳۰۰ نشان دهنده ناپایداری ضعیف، ۳۰۰ تا ۳۹۹ ناپایداری متوسط، ٤۰۰ تا ۵۹۹ ناپایداری زیاد و بیشتر از ٦۰۰ ناپایداری خیلی زیاد می باشد. (مک اینتاش و تام، ۱۹٦۹؛ مک کلوین، ۱۹۹۲).

یافته‌های تحقیق

در جدول ۱ تعداد روزهای دارای توفان گرد و خاک مشهد در دوازده ماه سال در یک دوره آماری سی ساله (۸۸– ۱۳۵۹) نشان داده شده است.

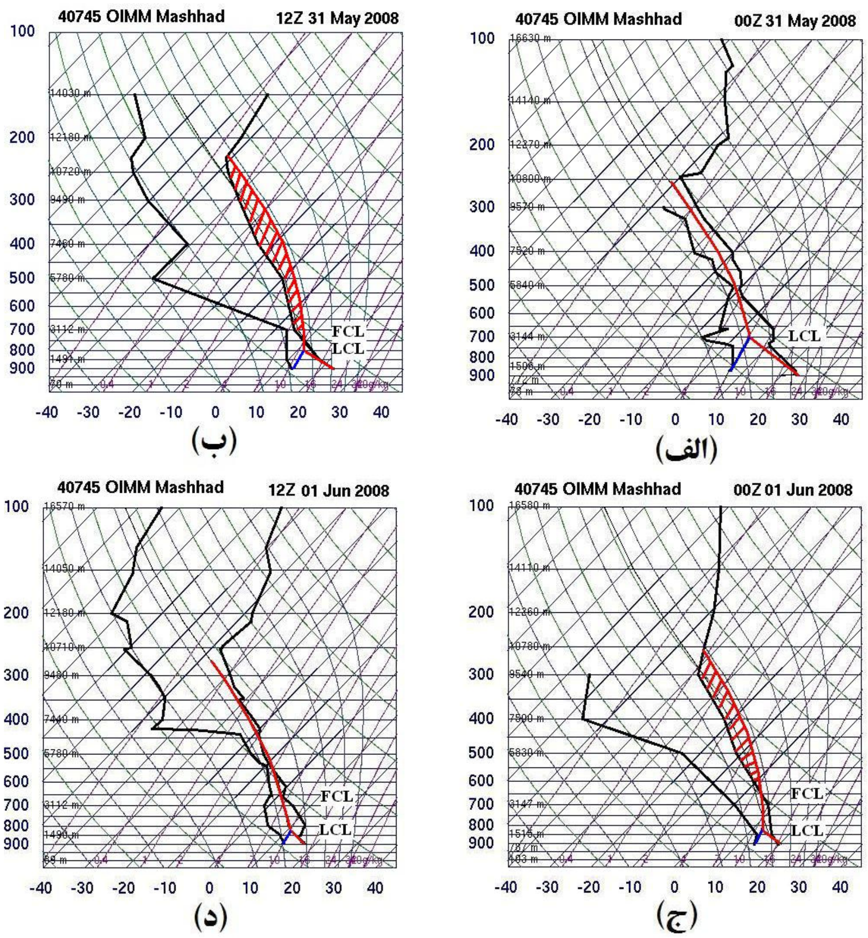
جدول ۱. تعداد روزهای دارای توفان گرد و خاک در ماه های مختلف دوره‌ی آماری سی ساله مشهد

سال	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
۱۳۵۹	۷	۵	۹	۱۳	۳	۸	۱	۳	۲	۱	۱	٤
۱۳٦۰	۰	۳	٤	۵	٤	٦	۰	۰	۱	۰	۲	۵
۱۳٦۱	۹	۳	۳	٤	٤	٤	۲	۱	۰	۷	۱	۳
۱۳٦۲	۵	۳	۰	۱	٤	۰	۱	۰	۰	۰	۲	۱
۱۳٦۳	۳	٤	۳	۱	۳	۱	۵	۵	۰	۰	۱	۲
۱۳٦٤	۱	۷	۷	٤	۸	٦	۱۰	۵	۵	۵	۵	۱۰
۱۳٦۵	۱	۳	٤	٤	۱	۰	٤	۰	۰	۰	۰	۰
۱۳٦٦	۹	۲	۵	۸	۳	۲	۳	۳	۰	۳	۰	٤
۱۳٦۷	٤	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۱۳٦۸	۱	۰	۰	۰	۰	۱	۲	۰	۰	۰	۰	۰

۱۳۶۹	٢	١	٦	٣	٥	٢	٤	٠	١	٠	٠	١
۱۳۷۰	٢	٢	١	٨	٣	٤	٤	٠	١	١	١	١
۱۳۷۱	٦	٢	٨	٠	٧	١	٣	٠	٠	١	٢	١
۱۳۷۲	٤	٢	٨	٧	١	٤	٠	٠	٠	٠	٠	٠
۱۳۷۳	٢	١	٨	٠	٤	٢	٠	٠	٠	١	٠	٠
۱۳۷٤	٤	٢	١	٢	٠	٧	٠	٣	٠	٠	١	٠
۱۳۷٥	٠	٢	١	٠	٦	٢	١	٠	٠	٠	٠	٢
۱۳۷٦	٢	٠	٢	٣	٣	٠	٥	٦	٠	١	٢	١
۱۳۷۷	٦	٩	١٦	٩	٩	٣	٨	١	٠	٠	٠	٣
۱۳۷۸	٦	٤	١٦	١٣	١٢	٥	٨	٠	٣	٠	٦	٢
۱۳۷۹	٢	٧	١٢	٢	٧	٢	٣	١	١	١	١	٠
۱۳۸۰	٧	٦	٩	٢	٦	٤	٠	١	٢	٤	٢	٣
۱۳۸۱	٠	٤	٣	٧	٧	٣	١	٣	٤	١	١	٣
۱۳۸۲	١	٢	١٧	٨	٦	٤	٥	١	٢	٠	٠	١
۱۳۸۳	٤	١٣	٨	٩	١٢	٨	٣	٣	٢	٠	٠	٧
۱۳۸٤	٢	٦	٦	٦	٧	١٠	١	٢	١	٠	٠	٠
۱۳۸٥	٣	١	٣	٦	٢	٢	٣	٥	٠	١	١	١
۱۳۸٦	١	٣	٠	١	٣	٥	١	٣	١	٠	٠	٠
۱۳۸۷	٢	٣	٣	١	٦	٢	٠	٠	٠	٠	٠	٠
۱۳۸۸	٠	٧	٨	١١	٣	٤	٠	٣	١	١	١	١
میانگین	**۳/۲**	**۳/٥٦**	**٥/٧**	**٤/٦**	**٤/٦**	**۳/٤**	**۲/٦**	**۱/٦۳**	**۰/۹**	**۰/۹۳**	**۱**	**۱/۸٦**

چنان چه ملاحظه می شود بیشترین آمار وقوع توفان ها در دوره مورد مطالعه، مربوط به خرداد ماه و کم‌ترین آن‌ها متعلق به ماه‌های آذر و دی است. این موضوع تأیید می‌کند که بیشتر توفان‌ها در شروع فصل تابستان و در هنگام ورود توده‌های هوای گرم به منطقه رخ می‌دهند و در واقع در فصل سرد سال که هوا سرد و سنگین است، سکون نسبی هوا مانع از وقوع چنین توفان‌هایی می‌شود.

شکل ۲. نقشه های تفی گرام در (الف) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز قبل از توفان، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز قبل از توفان، (ج) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز توفان و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز توفان



با توجه به فراوانی وقوع توفان‌های رخ داده در منطقه‌ی مورد مطالعه، چنان چه قبلاً ذکر شد بررسی همه آن ها در این مقاله امکان پذیر نبوده و تنها اطلاعات مربوط به شدیدترین توفان رخ داده طی سی سال آماری گذشته در ادامه ارائه می شود. در شکل ۲، نمایه‌ی قائم دمای هوا و دمای نقطه شبنم روز قبل و روز وقوع توفان منتخب، نشان داده شده است. همچنین تراز LCL و FCL نیز در این شکل مشخص

شده است. چنانچه در چهار نمودار شکل ۲ مشاهده می شود، ناپایداری هوا از نیمه‌های شب روز قبل از توفان، آغاز شده (نمودار ۲ – ب) و تا پایان روز توفان (نمودار ۲ – ج) ادامه یافته است. موقعیت تراز LCL و FCL و نزدیکی این سطوح در این شکل، بیانگر ناپایداری شدید هوا طی همین مدت است. شاخص-های ناپایداری جوی محاسبه شده با استفاده از این نمودارها در جدول ۲ نشان داده شده است.

جدول ۲. مقادیر شاخص های ناپایداری محاسبه شده با استفاده از نقشه های تفی گرام در روزهای مورد مطالعه

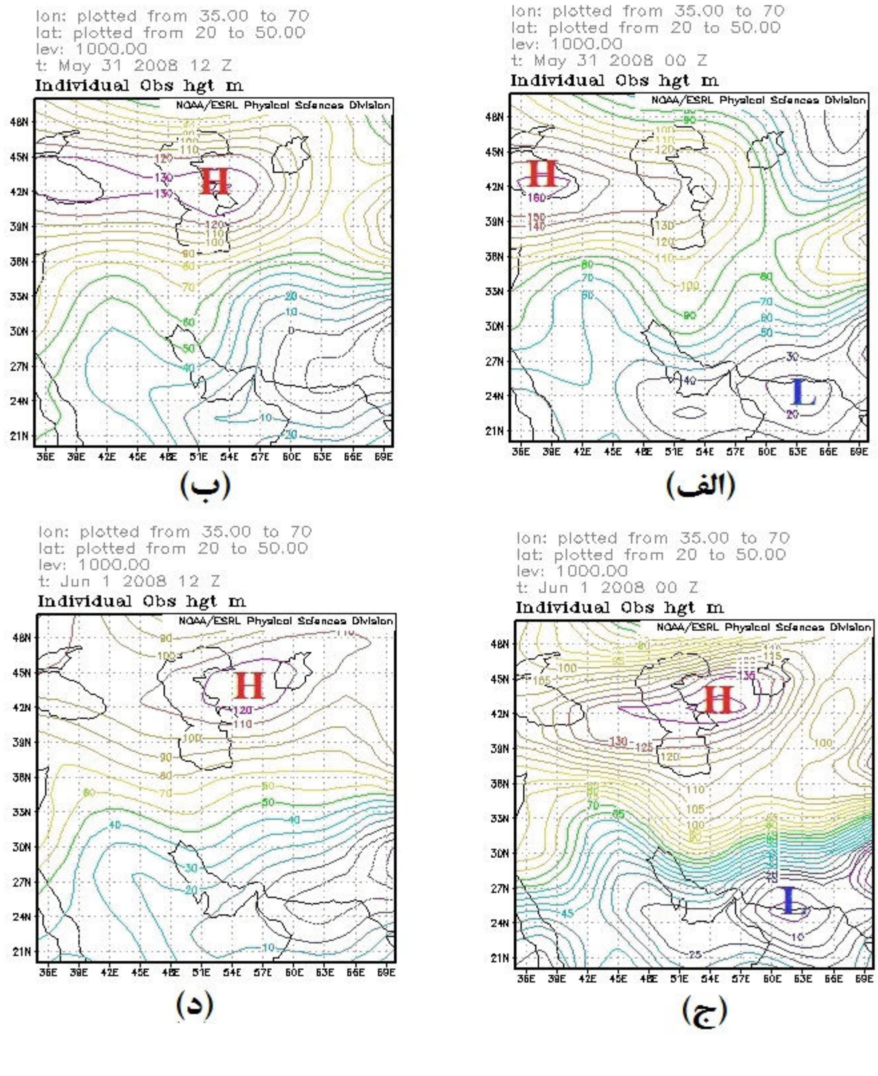
زمان	ساعت	LCL	FCL	CAPE	SHOW	KINX	SWEAT
روز قبل از توفان	۰	٦۹۸/٤	–	۱۲٤/٥	–۲/۲۳	۲۷/۱۱	۲٤٤/۸
	۱۲	۷٦٥/۸	۷۳۱	۳۷٥/۸	–۳/۷۹	۳٥/۳	۳٦۸/۲
روز توفان	۰	۸۱٦/۳	٦۰۷/۸	۳٥۳/٤	–٤/۸٤	٤۱/۸	٤۳۱/۷
	۱۲	۸۱۰	٦٦۱/٤	۱۸۷/۷	–۱/۷	۳۰/۹	۲۰۰/۲

مقایسه‌ی مقادیر شاخص‌های ناپایداری موجود در جدول بالا با مقادیر مرجع ارائه شده در بخش قبل، همگی حاکی از ناپایداری متوسط هوا در صبح روز قبل از توفان و نیز بعد از ظهر روز رخداد توفان و ناپایداری شدید هوا در ساعات وقوع توفان می باشد. در میان شاخص‌های ارائه شده در این جدول، مهم-ترین آن‌ها در ارتباط با توفان، شاخص هوای مخرب (SWEAT) می‌باشد، البته همان طور که قبلاً ذکر شد بیش‌تر برای مناطق با توفان‌های سهمگین کاربرد دارد. با این وجود اگرچه منطقه مشهد در زمره این مناطق قرار نمی‌گیرد، اما چنان چه مشاهده می شود، شاخص مذکور در روز وقوع توفان منتخب با مقدار ٤۳۱/۷ نشان دهنده ناپایداری زیاد هوا (حتی در مقیاس مناطق ذکرشده) بوده و این مطلب بیانگر شدت بسیار بالای توفان مذکور به نسبت پتانسیل منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

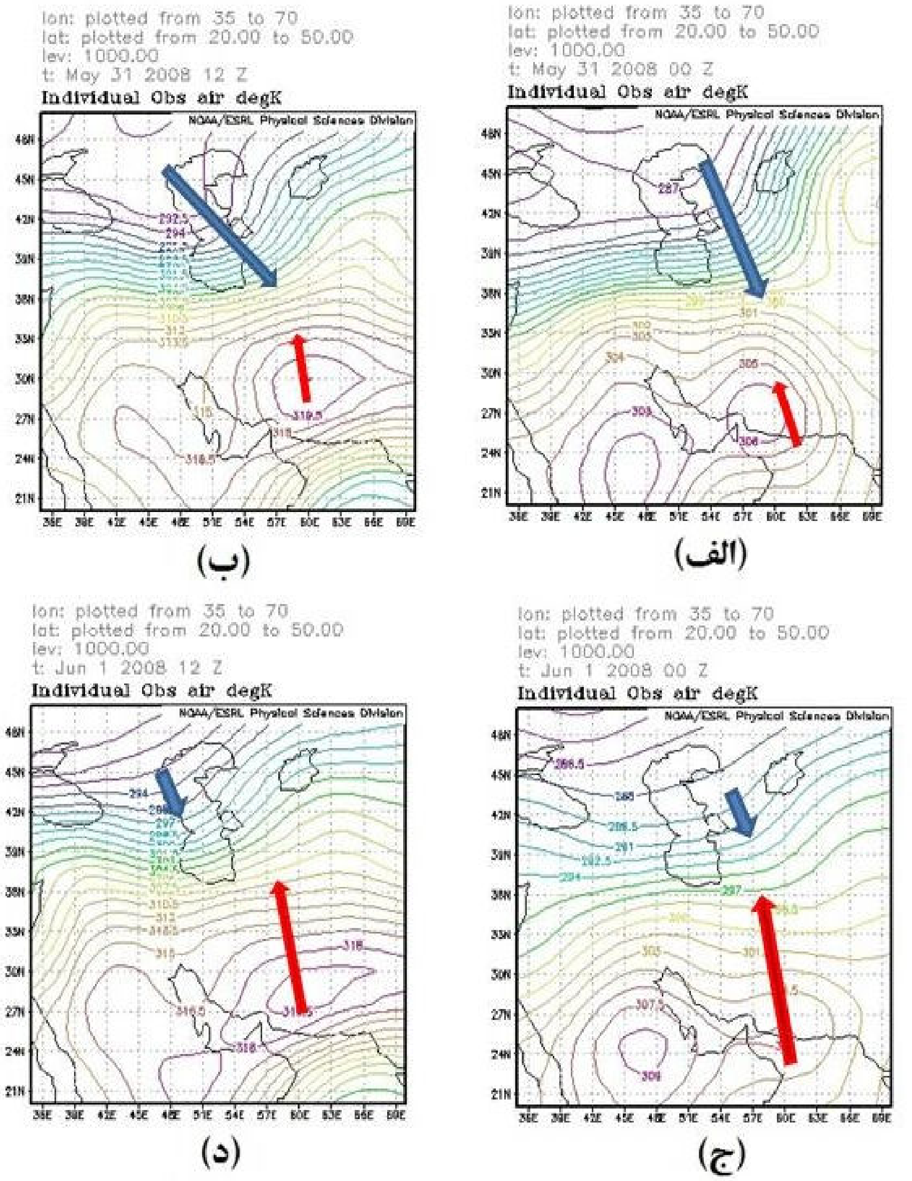
بررسی نقشه‌های هم ژئوپتانسیل (شکل ۳) و هم دمای (شکل ٤) روز وقوع توفان و روز قبل از آن نیز مؤید مطالعه‌ی نمایه قائم جوی و تحلیل نمودارهای تفی گرام است. چنان چه در شکل (۳– الف) مشاهده می شود، دو سامانه‌ی کم فشار و پرفشار به ترتیب در جنوب شرقی و شمال غربی ایران در صبح روز قبل

از توفان مستقر بوده است. سامانه پرفشار مذکور در بعد از ظهر همان روز به سمت شرق در حرکت بـوده (شکل ۳- ب) و به این ترتیب هوای سرد را به سمت منطقه‌ی مورد مطالعه رانده است.

شکل۳ . نقشه های هم ژئوپتانسیل در (الف) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز قبل از توفان، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز قبل از توفان، (ج) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز توفان و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز توفان



شکل ٤. نقشه های هم دما در (الف) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز قبل از توفان، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز قبل از توفان، (ج) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز توفان و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز توفان



این مطلب روی نقشه‌ی هم دمای مربوط به این زمان (شکل ٤–الف و ب) نیز به خوبی مشهود است. در روز وقوع توفان، سامانه پرفشار از منطقه عقب نشینی کرده و فرصت نفوذ را برای سامانه‌ی کم فشار جنوب شرقی که حامل هوای گرم و خشک بوده، فراهم نموده است (شکل ٣–ج و د). انتقال هوای گرم از عرض های پایین و عقب نشینی هوای سرد نیز به خوبی در شکل (٤–ج) و(د) ملاحظه می شود. در حقیقت تقابل هوای گرم جنوب شرقی با هوای سرد شمالی روی منطقه مورد مطالعه، موجب ناپایداری شدید هوا و ایجاد توفان گرد و خاک شده است. این شرایط اگردر فصل سرد سال اتفاق می افتاد، احتمالاً موجب بارندگی‌های قابل توجهی می‌شد. همچنین اگر هوای گرم جنوبی در همین ایام نیز از رطوبت کافی برخوردار می بود، باز هم وقوع بارندگی دور از انتظار نبود. اما با توجه به شرایط منطقه و گرمی نسبی هوا در خرداد ماه و خلأ رطوبت، ناپایداری شدید حاکم، صرفاً موجب ایجاد گرد و خاک شدید شده است.

قدردانی و سپاس

نگارندگان مقاله بدین‌وسیله از حمایت و همکاری معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد، برای انجام این تحقیق در قالب طرح تحقیقاتی شماره ٢/ ١٦٧٥٢ ، قدردانی و سپاسگزاری می نمایند.

کتابنامه

١. امیدوار، ک. (١٣٨٧). «تحلیلی از رژیم های بادهای شدید و توفانی یزد». فصلنامه ی مدرس علوم انسانی. دوره‌ی چهاردهم. شماره ١. ص ٨٣ تا ١٠٥.

٢. حسینی، س. ب. (١٣٧٩). «مطالعه‌ی سینوپتیکی توفان های شدید در تهران». پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد هواشناسی. دانشگاه تربیت مدرس.

٣. صادقی حسینی، ع و رضائیان، م. (١٣٨٥). «بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری ابرهای همرفتی اصفهان». دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ٣٢(٢) . ص ٨٣ تا ٩٨.

٤. مرجانی، س. ص. (١٣٧٢). بررسی سینوپتیکی بادهای شدید بیش از ١٥ متر بر ثانیه در خراسان. پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد هواشناسی. دانشگاه تهران.

٥. موسوی بایگی، م. و اشرف، ب. (١٣٨٩). «مقایسه ی روش تجربی بهینه برای برآورد تابش با مقیاس های زمانی مختلف در ناحیه‌ی اقلیمی مشهد». مجله‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه ای. شماره‌ی چهاردهم. ص ١٦٧ تا ١٨١.

٦. موسوی بایگی، م. و اشرف، ب. (١٣٨٩). «بررسی و مطالعه‌ی نمایه قائم هوای منجر به بارندگی های مخرب تابستانه (مطالعه‌ی موردی: مشهد) ». مجله‌ی آب و خاک. جلد ٢٤. شماره‌ی ٥. ص ١٠٣٦ تا ١٠٤٨.

٧. میری، ع. پهلوانروی، ا. و مقدم نیا، ع. (١٣٨٨). «بررسی وقوع توفان های گرد و خاک در منطقه‌ی سیستان پس از وقوع خشکسالی های تناوبی». فصلنامه‌ی تحقیقات مرتع و بیابان ایران. جلد ١٦. شماره ی ٣. ص ٣٢٩ تا ٣٤٢.

8. Chen, W., (1996), Wind tunnel lest of the influence of moisture on the erodibility of loessial sandy loam soil by wind, Journal of Arid Environments, Vol. 34, 66-82.
9. Dayan, U., (1986), Climatology of back-trajectories from Israel based on synoptic analysis; J. Climate Appl Meteor,Vol. 25, 291- 302.
10. Feng, Q., Endo, M., Cheng, K.N., (2002), Dust storm in China: A case study of dust storm Variation and dust characteristics, Bull Eng Geol Env 61, 55- 68.
11. George J. J., (1960), Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, New York, 673 pp.
12. Holton J. R., (1993), An introduction to dynamic meteorology: 3rd edition, Academic Press, 511 pp.
13. McIlveen R., (1992), Fundamentals of Weather and Climate, published by Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN, UK, 497 pp.
14. McInthosh D. H., and Thom A. S., (1969), Essentials of Meteorology, wykeham publications (London) LTD, 239 pp.
15. Miller R.C., (1972), Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200(R), Headquarters, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL 62225, 190 pp.
16. Moncrieff M. W., and Green J. S., (1972). The propagation of steady convective overturning in shear. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 98: 336-352.
17. Orlovsky, N.S. and Durdyev, A., (2005), Dust storms in Turkmenistan. Journal of Arid Environments. 60, 83-97.
18. Orlovsky, N. and Orlovsky, L. (2002), White sand storms in Central Asia. In: Yang Youlin, Squires, V., Lu Qi (Eds.), Global Alarm: Dust and Sand Stormsfrom the World's Drylands. UNCCD, Bangkok, pp.169–201.
19. Petterssen, S., (1956), Weather Analysis and Forecasting. McGRAW-HILL Book Company, 267 pp.
20. Romanov, N., (1961), Dust storms in Central Asian.Tashkentn,198PP.
21. Showalter A. K., (1953), A stability index for thunderstorm forecasting. B. Am. Meteorol. Soc, 34: 250-252.
22. WWW.ESRL.NOAA.GOV.